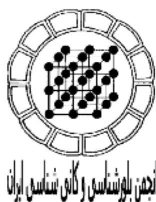


مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و هفتم، شمارهٔ سوم، پاییز ۹۸، از صفحهٔ ۶۳۵ تا ۶۴۸

شیمی بیوتیت و فلدسپار: رهیافتی به سنگ زایی توده گرانیتوئیدی گپدان (شمال‌غرب زاهدان)

مرضیه شیخی، مهدی رضائی کهخائی*، حبیب ا... قاسمی

گروه سنگ‌شناسی و زمین شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

(دریافت مقاله: ۹۷/۷/۲۲، نسخه نهایی: ۹۷/۱۰/۲۲)

چکیده: توده گرانیتوئیدی گپدان به سن ۴۳ میلیون سال به عنوان بخشی از نوار گرانیتوئیدی زاهدان- سراوان، در ۵۰ کیلومتری شمال‌غرب زاهدان قرار دارد. ترکیب کلی این توده شامل بیوتیت گرانیت و گرانودیوریت بوده و دارای کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار، بیوتیت، اکسیدهای Fe-Ti، زیرکن، آپاتیت و آلانیت است. بافت غالب این سنگ‌ها گرانولار است ولی بافت‌های پوئی‌کیلیتیک، پرتیتی و میرمیکیتی نیز در آن‌ها دیده می‌شود. در این پژوهش، از ترکیب شیمی کانی‌های بیوتیت و فلدسپار برای تعیین ماهیت، شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر تبلور و جایگاه زمین ساختی تشکیل این سنگ‌ها استفاده شده است. شیمی کانی بیوتیت نشان می‌دهد که توده گرانیتوئیدی گپدان دارای ماهیت نوع I و آهکی-قلیایی بوده و در حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده است. دما- فشارسنجی سنگ‌های توده گرانیتوئیدی گپدان براساس شیمی بیوتیت بیانگر دمای ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد در فشارهای ۲ تا ۵ کیلوبار و براساس شیمی فلدسپار نشانگر دماهای ۷۴۷°C-۵۵۵ است که به ترتیب منطبق بر دمای تبلور بیوتیت و دمای برقراری تعادل حالت جامد و توقف نهایی تبادل عناصر در فلدسپار است. این توده میزبان آنکلاوهای بسیار است که بیانگر آلایش ماگمای والد توده در جریان بالاآمدگی و جایگزینی در سنگ‌های میزبان است.

واژه‌های کلیدی: *شیمی کانی؛ بیوتیت گرانیت؛ گرانودیوریت؛ گپدان؛ زاهدان.*

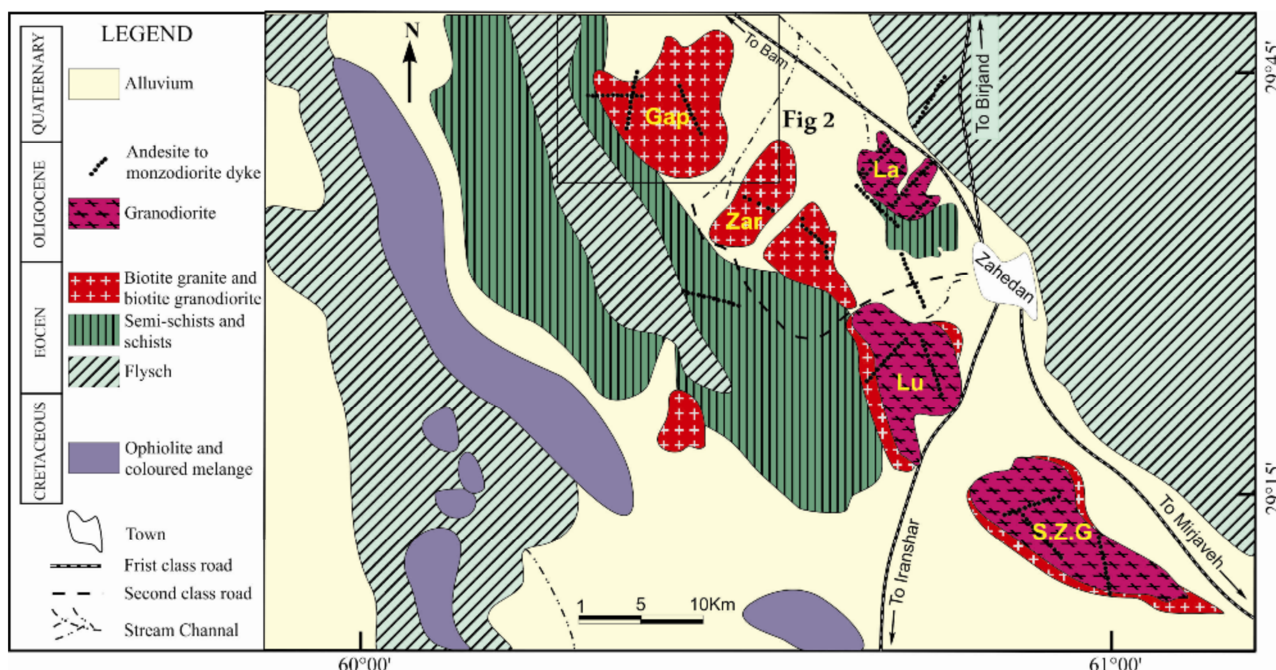
مقدمه

بیوتیت یکی از کانی‌های مهم آهن و منیزیم‌دار سنگ‌های آذرین فلسیک و حدواسط است که از ترکیب شیمیایی آن می‌توان به شرایط دما- فشار تشکیل این کانی و ماهیت ماگمای تشکیل دهنده‌ی آن پی برد [۱].

توده گرانیتوئیدی گپدان بخشی از پهنه جوش خورده سیستان در شرق ایران است. این پهنه پیامد فرورانش سنگ کره اقیانوسی سیستان به زیر قطعه افغان و سرانجام برخورد قطعه‌های لوت و افغان و بسته شدن اقیانوس سیستان است [۲]. پهنه جوش‌خورده سیستان شامل سنگ‌های رسوبی و دگرگونی ناحیه‌ای درجه پایین است که به وسیله توده‌های گرانیتوئیدی زاهدان – سراوان در زمان ائوسن – الیگوسن دچار دگرگونی مجاورتی در حد رخساره هورنبلند- هورنفلس شده است [۳-۵]. این گرانیتوئیدها دارای راستای NW-SE هستند و در لبه‌ها دچار دگریختی حالت جامد شده‌اند. به باور رضایی کهخائی و همکاران [۶] پهنه‌های برشی نقش مهمی در جایگزینی گرانیتوئیدهای زاهدان – سراوان در رسوبات فلیشی ائوسن داشته‌اند. این گرانیتوئیدها شامل چندین توده نفوذی هستند (از جمله گپدان، زرگلی، لخشک و گرانیتوئیدهای جنوب زاهدان، شکل ۱). به تازگی، این گرانیتوئیدها به روش U-Pb بر زیرکن و تیتانیت تعیین سن شده و سن حدود ۴۳ میلیون سال برای توده‌های گپدان و زرگلی و حدود ۳۰ میلیون سال برای توده لخشک و گرانیتوئیدهای جنوب زاهدان به دست آمده [۸،۷]. بنا به اعتقاد برخی پژوهشگران توده‌های نوار

*نویسنده مسئول، تلفن-نمابر: ۰۲۳۳۲۳۹۶۰۰۷، پست الکترونیکی: Rezaei@shahroodut.ac.ir

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.635]



شکل ۱ پراکندگی و ترکیب توده‌های گرانیتوئیدی پیرامون زاهدان که در فلیش‌های ائوسن نفوذ کرده‌اند. این نقشه از رضائی کهخائی و همکاران [۶] برگرفته شده است. (Gap: گپدان، Zar: زرگلی، La: لخشک، Lu: لوچان و S.Z.G: گرانیتوئیدهای جنوب زاهدان).

گرانیتوئیدی زاهدان از نوع I بوده و پیامد فرورانش سنگ کره اقیانوسی سیستان به زیر قطعه افغان و سرانجام برخورد قطعه‌های افغان و لوت بوده‌اند [۵-۷]. به بیان دیگر مذاب‌های حدواسط و بازالتی ناشی از فرورانش این سنگ کره در پوسته جایگزین شده و با ذوب پوسته و سرانجام آمیختگی با مذاب پوسته‌ای، یک ماگمای گرانیتوئیدی نوع I را ایجاد کرده‌اند که پس از صعود و جایگزینی، سبب تشکیل توده‌های نوار گرانیتوئیدی زاهدان- سراوان شده‌اند.

توده گپدان مساحتی حدود ۱۹۶ کیلومتر مربع دارد و میزبان تعدادی دایک میکرودیوریتی است. این توده با ترکیب بیوتیت گرانیت و گرانودیوریت به طور عمده از کانی‌های اصلی بیوتیت، پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار و کانی‌های فرعی زیرکن، آپاتیت و اکسیدهای Fe-Ti تشکیل شده است. بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان داد که سنگ‌های توده گپدان از نوع I و آهکی-قلیایی پتاسیم بالا هستند [۹]. همچنین در این سنگ‌ها، عناصر خاکی نادر سبک (LREE) غنی‌شدگی قابل ملاحظه‌ای را نسبت به عناصر خاکی‌نادر سنگین (HREE) نشان می‌دهند، که از ویژگی‌های بارز قوس‌های قاره‌ای است. به نظر بیابانگرد و نوری [۹] سنگ‌های بیوتیت گرانیتی و گرانودیوریتی گپدان از نوع دورگه بوده و احتمالاً پیامد بالا آمدن مذاب‌های بجامانده از ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی سیستان و گوه گوشته‌ای بر آن هستند که با مذاب‌های پوسته‌ای آلایش یافته‌اند. زمین‌شیمی سنگ کل توده گپدان پیشتر بررسی شده است [۹]، اما هیچ پژوهشی پیرامون شیمی کانی توده گپدان انجام نشده است. از این رو، در این پژوهش داده‌های شیمی بیوتیت، پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم یعنی کانی‌های اصلی تشکیل دهنده توده گپدان ارائه شده و شرایط فیزیکی تبلور و تعادل نهایی، عمق جایگزینی این توده، محیط زمین‌ساختی و ماهیت ماگمای تشکیل آن بر پایه این داده ارزیابی می‌شود.

زمین‌شناسی عمومی

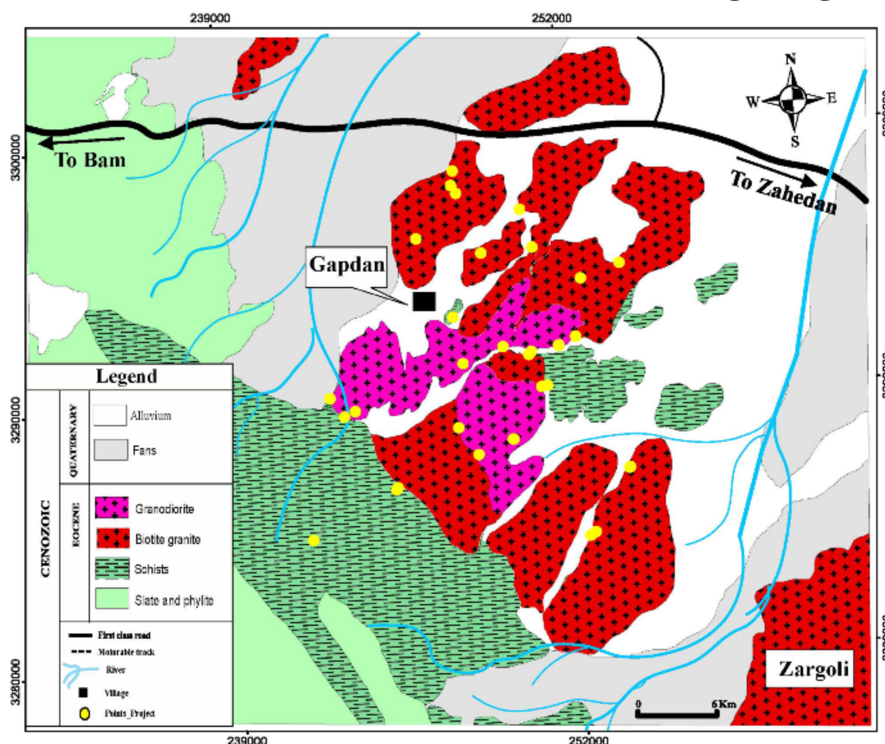
پهنه فلیشی شرق ایران، در شرق پهنه لوت-بزمان واقع بوده و دارای ۲۰۰ کیلومتر عرض و ۸۰۰ کیلومتر طول است و از جنوب به پهنه مکران محدود می‌شود و از سمت شمال نیز تا گناباد ادامه دارد. حد شرقی این منطقه به پاکستان و افغانستان و حد غربی آن به گسل نهبندان محدود می‌شود [۳،۲]. بیشتر سنگ‌های این پهنه دارای سن کرتاسه پسین تا میوسن هستند [۳]. تا پیش از کرتاسه میانی، بلوک‌های افغان و لوت به هم چسبیده بودند و یک قاره در منطقه وجود داشت. بنابراین سنگ‌های مربوط به پیش از کرتاسه در این منطقه دیده

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.635]

نمی‌شود [۱۰]. به نظر تیرول و همکاران [۲] جدایی (کافت) بین بلوک‌های افغان و لوت طی سنومانین (۱۰۰-۶۰ میلیون سال پیش) رخ داده است. سنگ‌های افیولیتی سرپانتینی شده به عنوان کهن‌ترین واحدهای سنگی منطقه شناخته می‌شوند و به صورت نوارهایی با روند شمال غربی- جنوب شرقی در سمت چپ شکل ۱ رخنمون یافته‌اند. این افیولیت‌ها و نهشته‌های همراه آن بخش مهمی از پهنه فلیشی شرق ایران را به خود اختصاص می‌دهند و بیشتر دارای سن کرتاسه پسین تا پالئوسن پسین هستند. رخساره کرتاسه پسین-پالئوسن که گسترده‌ترین واحد سنگی در پهنه جوش خورده سیستان است، از انواع رسوبات فلیشی آمیخته با سنگ‌های آتشفشانی است و ضخامت آن به ۳۰۰۰ متر می‌رسد [۳،۲]. این فلیش‌ها شامل طیف گسترده‌ای از تناوب شیل و ماسه‌سنگ، سیلتستون، جوش سنگ، مارن، آهک نومولیتی کرم تا سبزرنگ و گاهی لایه‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی حدواسط تا بازی هستند. راستای کلی این لایه‌ها، شمال غرب- جنوب شرق است و در زمان ائوسن دچار دگرگونی ناحیه شده‌اند. سپس بر اثر تزریق توده های گرانیتوئیدی زاهدان –سراوان در زمان ائوسن میانی-الیگوسن دستخوش دگرگونی مجاورتی نیز شده‌اند.

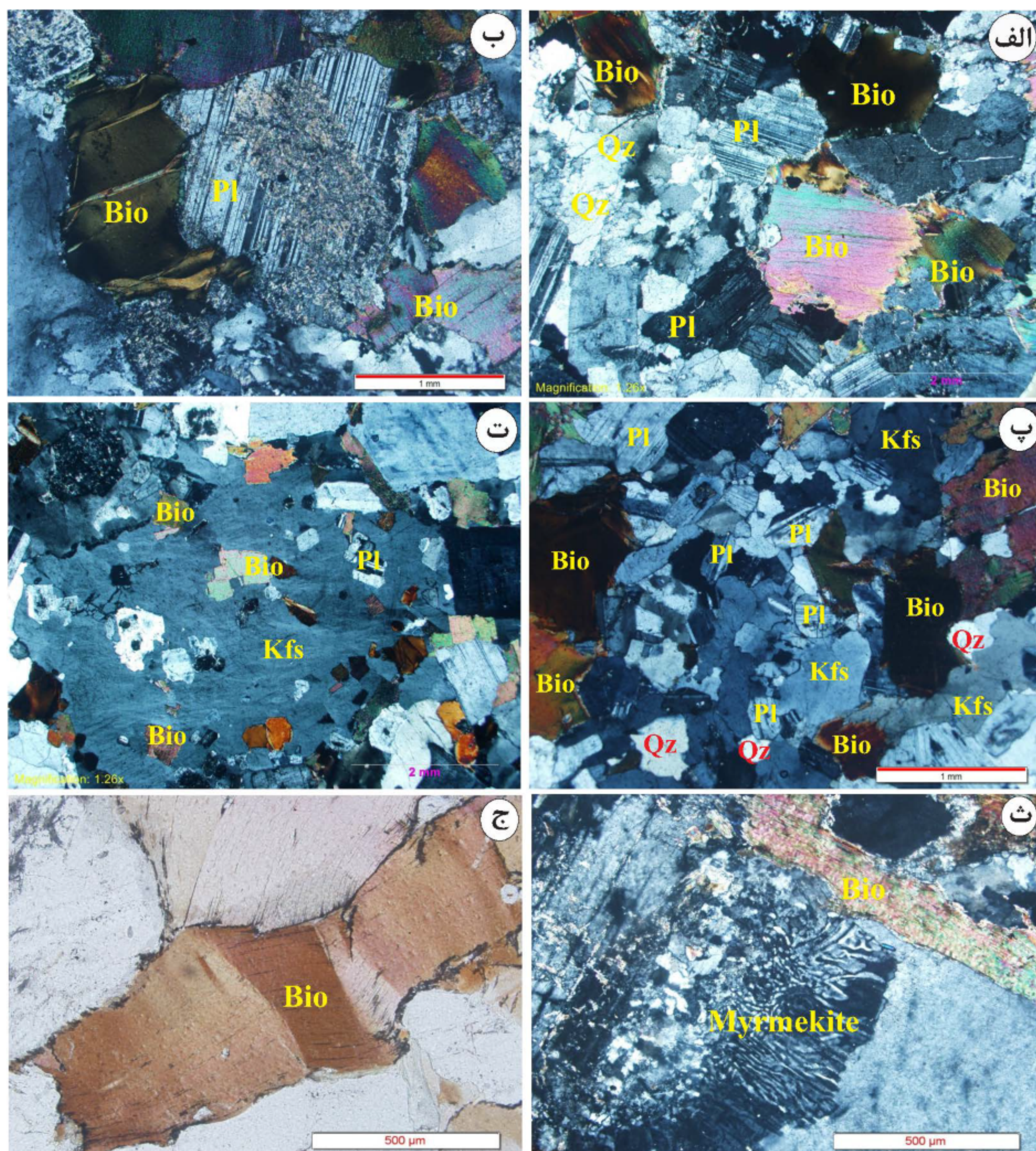
سنگ‌نگاری

توده گرانیتوئیدی گپدان شامل دو ترکیب سنگ‌شناسی متمایز (۱) بیوتیت گرانیت دانه درشت تا دانه متوسط در حاشیه و (۲) گرانودیوریتی دانه متوسط در مرکز توده است (شکل ۲). بیوتیت گرانیت‌ها حدود ۷۰ درصد از کل توده گپدان را در بر می‌گیرند و شامل پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی (٪۴۰-۱۰)، پتاسیم فلدسپار (٪۳۰-۲۰)، کوارتز (٪۴۰-۳۰) و بیوتیت هستند (شکل ۳ الف). فراوانی بیوتیت‌ها از ۱۰ تا ۲۵ درصد حجمی تغییر می‌کند و به طور موضعی گاهی به حدود ۴۰ درصد حجمی نیز می‌رسد. کانی‌های فرعی بیشتر شامل آپاتیت، زیرکن، اکسیدهای Fe-Ti، مونازیت و آلانیت هستند (کمتر از ٪۳ درصد حجمی). بیوتیت و پلاژیوکلاز دارای اندازه دانه متغیری بین ۵ میلی متر تا ۵ سانتی متر هستند. گاهی بیوتیت گرانیت‌ها بافت پروتو- میلونیتی نشان می‌دهند که بیانگر اثر پهنه‌های برشی در جایگیری توده است. در این سنگ‌ها، پتاسیم فلدسپار، بافت پرتیتی نشان می‌دهد و پلاژیوکلاز نیز در بعضی مقاطع نازک به سریسیت و اپیدوت تجزیه شده است (شکل ۳ ب).



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی توده گرانیتوئیدی گپدان که با استفاده از تصویر ماهواره‌ای منطقه و نمونه برداری‌های انجام گرفته در این پژوهش تهیه شده است.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.635]



شکل ۳ الف) تصویر میکروسکوپی از بیوتیت گرانیت‌های توده گپدان. ب) تجزیه پلاژیوکلازهای موجود در بیوتیت گرانیت‌ها به سریسیت. پ) تصویر میکروسکوپی از گرانودیوریت‌های همان توده و کانی‌های موجود در آن‌ها. ت) میانبارهای کوچک پلاژیوکلاز و بیوتیت داخل پتاسیم فلدسپار. ث) هم رشدی کانی های پلاژیوکلاز و کوارتز و ایجاد بافت میرمکیتی. ج) خمیدگی بلورهای بیوتیت در اثر تحمل دگریختی حالت جامد. این پدیده بیشتر در سنگ‌های حاشیه توده گپدان مشاهده می‌شود.

گرانودیوریت‌ها دارای بافت دانه‌ای هستند و حدود ۳۰ درصد از کل مساحت توده را به خود اختصاص داده‌اند. این فاز بیشتر شامل پلاژیوکلاز (٪۴۵-۳۰)، کوارتز (٪۳۰-۲۰)، پتاسیم فلدسپار (٪۴۰-۱۰) و بیوتیت (٪۲۰-۱۰) است (شکل ۳ پ). کانی‌های فرعی این فاز شامل اکسیدهای Fe-Ti، زیرکن، آپاتیت و آلانیت هستند. پتاسیم فلدسپارهای درون این سنگ-ها در اصل بی‌شکل بوده و دربردارنده میانبارهای بسیاری از پلاژیوکلازهای کوچک و بیوتیت هستند (شکل ۳ ت).

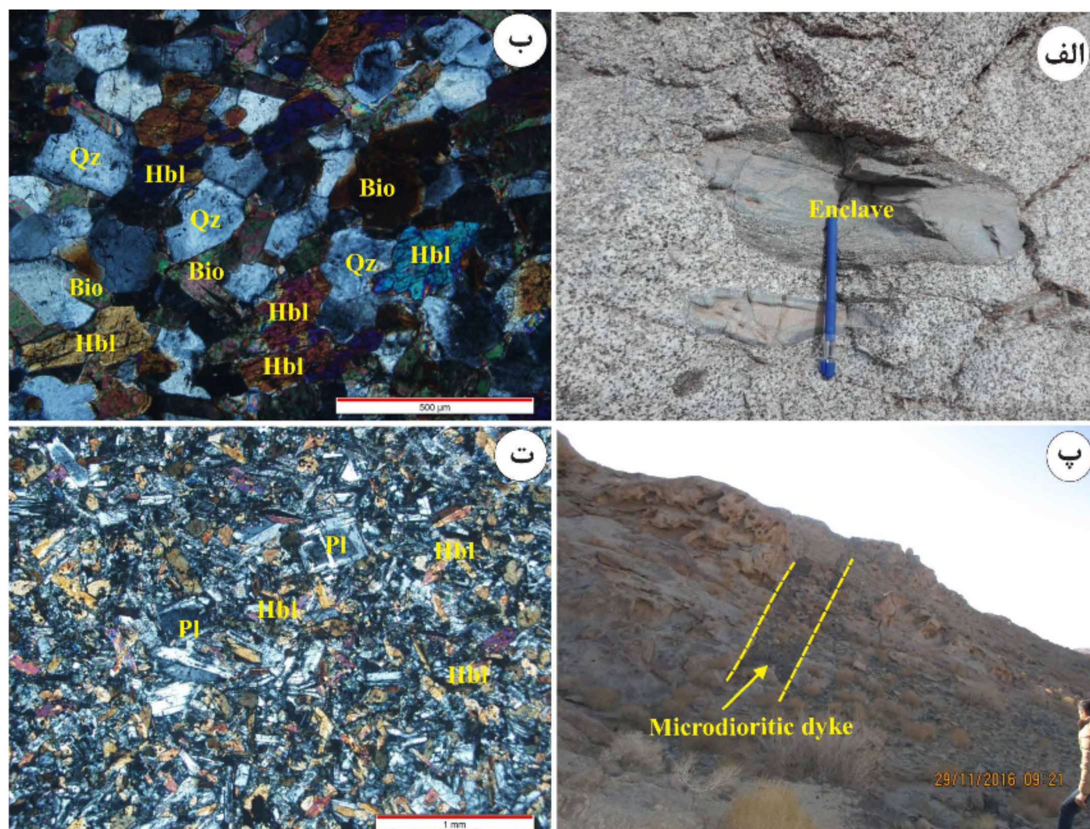
بافت غالب در سنگ‌های توده گپدان از نوع گرانولار است، اما بافت‌های پوئی‌کیلیتیک، پرتیتی و میرمیکیتی نیز در آن‌ها

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.635]

دیده می‌شود (شکل ۳ ث). بافت میرمیکیتی موجود در این سنگ‌ها از درهم رشدی بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز ایجاد شده و نشان دهنده تبلور سریع ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها در فشار بخار آب پایین و در نزدیکی سطح زمین و یا به همراه بافت پرتیتی نشانگر اثر دگریختی و فرایند میلونیتی شدن بر این سنگ‌هاست. بیوتیت تنها کانی مافیک در سنگ‌های توده گپدان است. این کانی به صورت شکل‌دار، نیمه شکل‌دار و در اندازه درشت، متوسط و ریز دانه در گرانودیوریت‌ها و بیوتیت گرانیت‌ها دیده می‌شود. بیوتیت‌های موجود در سنگ‌های حاشیه توده نفوذی گپدان در اثر دگرشکلی پلاستیک حالت جامد، دچار و خمیدگی شده‌اند و پدیده کینگ‌شدگی را نشان می‌دهند (شکل ۳ ج)، در حالی که بیوتیت‌های موجود در مرکز توده کمتر چنین حالتی را نشان می‌دهند. رنگ این بیوتیت‌ها قهوه‌ای است و چندرنگی شدیدی نشان می‌دهند.

توده نفوذی گپدان مانند دیگر توده‌های گرانیتوئیدی زاهدان میزبان آنکلاوهای فراوانی از انواع با خاستگاه آذرین و رسوبی است. این آنکلاوهای در سراسر توده گسترش دارند، اما بیشتر در لبه توده (در بیوتیت گرانیت‌ها) متمرکز هستند. آنها اغلب زاویه‌دار تا گرد شده بوده و در اندازه‌های کمتر از مقیاس سانتی متر تا دسی متر متغیر هستند و به ندرت به ۴ متر نیز می‌رسند. چهار نوع آنکلاو در توده گپدان وجود دارد که شامل پلیتی دگرگونه، پسامیتی دگرگونه، کربناتی دگرگونه (مرمر) و سنگ‌های آذرین دگرگون شده هستند (شکل ۴ الف). آنکلاوهای پلیت دگرگونه فراوان‌تر از بقیه و اغلب دارای یک لایه غنی از بیوتیت در حاشیه هستند و از مجموعه کانی‌های پلاژیوکلاز + کوارتز + بیوتیت تشکیل شده‌اند (شکل ۴ ب).

تعدادی دایک با ترکیب میکرودیوریتی توده گپدان را قطع می‌کنند. این دایک‌ها ریزدانه هستند و بافت‌های ریزدانه و پورفیری نشان می‌دهند (شکل ۴ پ). آنها شامل درشت بلورهای هورنبلند قهوه‌ای و پلاژیوکلاز هستند. این دایک‌ها به ندرت دربردارنده بیگانه بلورهای پیروکسن (به اندازه ۲ میلی متر) هستند که اغلب در حال اورالیتی شدن و تبدیل به هورنبلند قهوه‌ای هستند. زمینه آنها شامل میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند است (شکل ۴ ت).



شکل ۴ الف) حضور آنکلاوهای تقریباً بیضی شکل متاپلیتی در توده گرانیتوئیدی گپدان، ب) آنکلاوهای ریزدانه شامل کانی‌های هورنبلند، کوارتز و بیوتیت. پ) دایک میکرودیوریتی در بیوتیت گرانیت گپدان و ت) بافت ریزدانه در دایک دربردارنده کانی‌های هورنبلند قهوه‌ای و پلاژیوکلاز.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.635]

روش پژوهش

در این پژوهش، نخست نمونه‌برداری دقیقی از توده گرانیتوئیدی گپدان صورت گرفت. در شکل ۲ تعدادی از ایستگاه‌های نمونه‌برداری نشان داده شده است. حدود ۱۲۰ مقطع نازک از این نمونه‌ها تهیه شد که با کمک میکروسکوپ پلاریزان المپوس مدل BX51P در دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود بررسی شدند. سپس تعداد ۵ مقطع از نمونه‌های سالم و بدون دگرسانی برای تجزیه نقطه‌ای انتخاب شدند. تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها در دانشگاه اسلو در کشور نروژ توسط دستگاه ریزپردازشگر الکترونی CAMECA-SX100 با ولتاژ شتاب دهنده ۱۵ کیلو ولت، شدت جریان ۲۰ نانو آمپر و زمان شمارش ۱۰ ثانیه با دقت ۰/۰۱ درصد وزنی انجام شد. فرمول ساختاری این کانی‌ها با استفاده از نرم افزار Minpet 2.02 محاسبه و نتایج به دست آمده بررسی گردید. کاتیون‌های موجود در ساختار این کانی‌ها بر اساس ۲۴ اتم اکسیژن در بیوتیت و ۸ اتم اکسیژن در فلدسپارها محاسبه شد. مقدار آهن کل به صورت آهن دو ظرفیتی در نظر گرفته شد و مقدار OH نیز به صورت OH= 4 - (F+Cl) محاسبه شد.

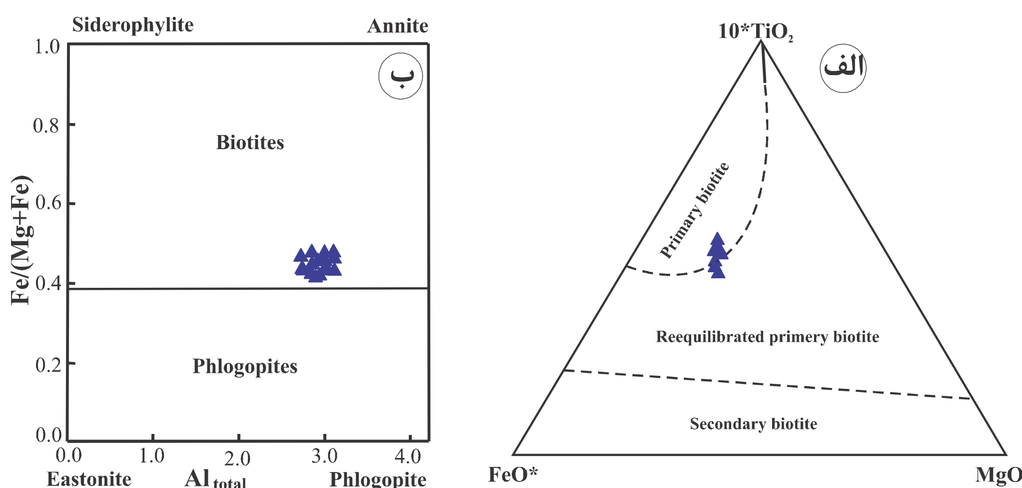
بحث

شیمی کانی یک ابزار مهم برای تعیین پارامترهای فیزیکوشیمیایی تبلور سنگ‌های آذرین و دگرگونی است. بخش عمده‌ای از کانی‌های توده گپدان از پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار، کوارتز و بیوتیت شامل می‌شوند از ترکیب شیمیایی این کانی‌ها برای تعیین و برآورد شرایط فیزیکوشیمیایی (چون دما و فشار) تبلور ماگما، تعیین گریزندگی اکسیژن و ماهیت ماگمای تشکیل دهنده توده گپدان استفاده شد که در ادامه توضیح داده می شود.

شیمی بیوتیت

رده بندی و تعیین شرایط تبلور

بیوتیت یک کانی شاخص مهم برای بررسی دگرگونی‌های زمین‌شیمیایی ماگمای والد است. این کانی فاز آهن و منیزیم-دار اصلی در سنگ‌های توده گپدان بوده و حضور آن نشان دهنده بالا بودن فشار بخار آب در ماگمای والد است (ماگما دارای بیش از ٪۵ مواد فرار F – OH و Cl بوده است). به منظور شناسایی بیوتیت‌های اولیه از ثانویه از نمودار سه تایی FeO + MnO، $10*TiO_2$، MgO [۱۱] استفاده شد. این نمودار می‌تواند بیوتیت‌های ماگمایی اولیه را از بیوتیت‌های اولیه‌ای که دستخوش باز تعادل شده‌اند و بیوتیت‌های ثانویه جدا کند. براساس این نمودار، بیوتیت‌های توده گرانیتوئیدی گپدان به نسبت غنی از MgO و TiO_2 بوده و به طور عمده در گستره بیوتیت‌های ماگمایی اولیه قرار می‌گیرند (شکل ۵ الف). همه بیوتیت‌های مورد بررسی در این پژوهش دارای $Al^{VI}<1$ هستند که از مشخصات بیوتیت‌های ماگمایی اولیه است [۱۱]، البته سه نمونه از بیوتیت‌های مورد بررسی از توده گرانیتوئیدی گپدان در گستره بیوتیت‌های اولیه‌ای قرار می‌گیرند که دچار تعادل دوباره شده‌اند. از آنجا که این سه نمونه به صورت میانبارهای کوچکی در داخل پتاسیم فلدسپاری قرار دارند که از شواهد برونبوم‌هایی با خاستگاه آذرین هستند، قرارگیری آن‌ها در این گستره دور از انتظار نیست (شکل ۳ ب) [۱۲، ۱۳].



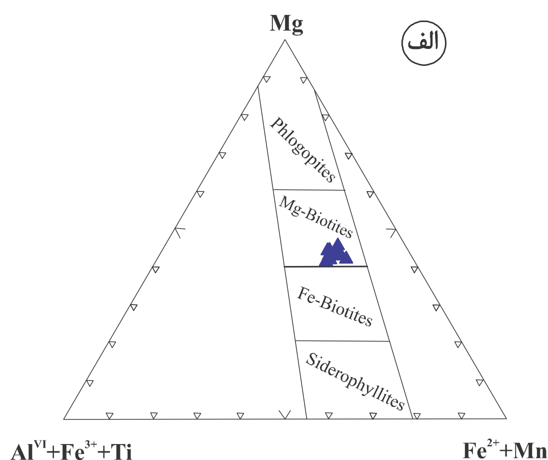
شکل ۵ الف) نمودار سه تایی MgO- 10TiO₂ –FeO [۱۱] که بیوتیت‌های اولیه و بیوتیت‌هایی که دستخوش تعادل دوباره شده‌اند را از بیوتیت‌های ثانویه تفکیک می‌کند. چنان که دیده می‌شود، بیشتر بیوتیت‌های توده گپدان در گستره ماگمایی اولیه قرار می‌گیرند. ب) میکاهای توده گپدان بر اساس نمودار رده‌بندی چهارضلعی ASPE]14] در محدوده بیوتیت واقع می‌شوند.

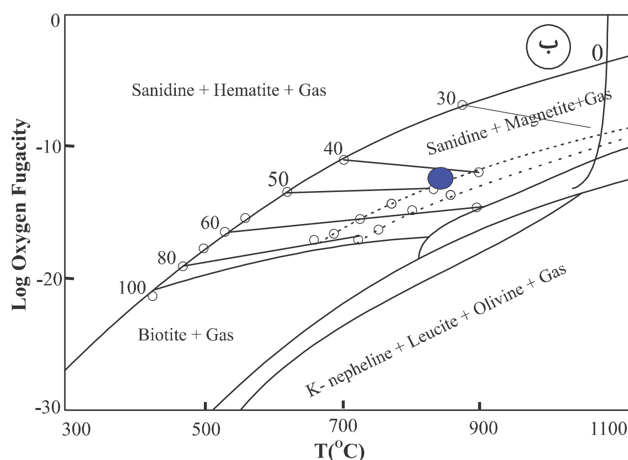
بیوتیت، محلول جامد چهار عضو انتهایی میکاها یعنی آنیت، سیدروفیلیت، فلوگوپیت و ایستونیت است. بر پایه این چهار فاز، نموداری به نام چهار ضلعی (ASPE) طراحی شده است که برای تعیین ترکیب میکاها به کار می‌رود [۱۴]. آنیت $KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$، فلوگوپیت $KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$، سیدروفیلیت $KFe_2Al[Al_2Si_2O_{10}](OH)_2$ و ایستونیت $KMg_2Al[Al_2Si_2O_{10}](OH)_2$ اعضای نهایی این چهارضلعی (ASPE) هستند. در این چهارضلعی، دومتغیر Fe/(Fe+Mg) و Al_{total} به‌کار رفته‌اند که به ترتیب شاخص گریزندگی اکسیژن و مقدار آلومینیوم موجود در ماگما در زمان تبلور بیوتیت هستند. ترکیب میکاهای مورد بررسی از توده گرانیتوئیدی گپدان در گستره بیوتیت قرار دارد (شکل ۵ ب). با توجه به جدول ۱، مقدار Al کل بیوتیت‌های موجود در توده نفوذی گپدان بیشتر از ۲٫۷ است (۲٫۷ تا ۳٫۲) و نسبت Fe/(Fe+Mg) در این بیوتیت‌ها متوسط و تقریباً ثابت است (۰٫۴۶ تا ۰٫۴۸). چنین مقادیری نشان دهنده حضور مواد آلومینی پوسته بالایی (رسوبات دگرگون شده) در خاستگاه ماگمای والد این توده در اثر فرایند هضم است. این مطلب توسط حضور آنکلاوهای سورمیکاسه (متاپلیتی) موجود در توده تایید می‌شود (شکل ۴ الف). همچنین نسبت Fe/(Fe+Mg) متوسط و به نسبت یکنواخت این بیوتیت‌ها می‌تواند نشان دهنده‌ی شرایط اکسایشی ماگما و ماهیت اولیه بیوتیت‌ها باشد [۱۵]. بیوتیت‌های توده گپدان همچنین دارای مقادیر بالایی از Mg هستند و در نمودار مثلثی $Mg - (Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti) - (Fe^{2+}+Mn)$ [۱۶] در گستره بیوتیت‌های منیزیم‌دار قرار می‌گیرند (شکل ۶ الف).

جدول ۱ نتایج تجزیه ریزپردازشی بیوتیت‌های موجود در توده گرانیتوئیدی گپدان.

نمونه	SZ 10 گرانودیوریت					SZ 44 گرانودیوریت						SZ 5-1 بیوتیت گرانیت			
موقعیت	core	Rim	core	Rim	Rim	core	Rim	core	inclusion	inclusion	inclusion	core	core	core	core
SiO_2	۳۷٫۰۸	۳۶٫۷۷	۳۷٫۰۴	۳۶٫۹۱	۳۷٫۱۳	۳۶٫۶۵	۳۶٫۶۰	۳۶٫۵۵	۳۶٫۷۸	۳۶٫۴۸	۳۶٫۹۶	۳۶٫۱۸	۳۶٫۵۴	۳۶٫۹۱	۳۶٫۶۳
TiO_2	۳٫۵۱	۳٫۱۶	۳٫۳۳	۳٫۲۱	۳٫۴۰	۳٫۳۷	۳٫۲۲	۳٫۲۹	۳٫۳۹	۳٫۰۴	۳٫۴۱	۲٫۴۹	۲٫۹۴	۲٫۷۹	۲٫۹۱
Al_2O_3	۱۴٫۴۷	۱۵٫۱۵	۱۴٫۸۱	۱۵٫۱۹	۱۴٫۶۱	۱۴٫۲۰	۱۴٫۴۵	۱۴٫۱۶	۱۳٫۸۰	۱۴٫۰۶	۱۴٫۲۲	۱۶٫۳۷	۱۶٫۴۲	۱۵٫۹۳	۱۵٫۹۸
Cr_2O_3	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۱	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۰۶
FeO	۱۸٫۳۳	۱۷٫۷۷	۱۸٫۳۹	۱۷٫۲۴	۱۸٫۴۴	۱۸٫۶۳	۱۸٫۴۰	۱۸٫۷۴	۱۸٫۸۱	۱۹٫۲۵	۱۸٫۲۳	۱۷٫۸۵	۱۷٫۱۲	۱۸٫۱۸	۱۷٫۸۵
MnO	۰٫۴۰	۰٫۴۱	۰٫۴۹	۰٫۴۱	۰٫۴۱	۰٫۴۸	۰٫۴۵	۰٫۴۱	۰٫۳۶	۰٫۴۵	۰٫۳۷	۰٫۳۶	۰٫۳۷	۰٫۴۴	۰٫۳۹
MgO	۱۱٫۶۹	۱۰٫۹۰	۱۱٫۳۷	۱۱٫۶۸	۱۱٫۶۷	۱۱٫۸۱	۱۱٫۷۱	۱۱٫۷۵	۱۱٫۷۷	۱۱٫۱۸	۱۲٫۲۰	۱۱٫۴۵	۱۱٫۶۱	۱۱٫۷۶	۱۱٫۳۸
CaO	۰٫۰۰	۰٫۰۷	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۹	۰٫۰۲	۰٫۲۱	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۱
Na_2O	۰٫۰۸	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۹	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۰۹	۰٫۱۲	۰٫۰۵	۰٫۱۱	۰٫۰۷	۰٫۱۰	۰٫۰۴	۰٫۱۰	۰٫۱۱
K_2O	۹٫۵۲	۹٫۶۸	۹٫۵۷	۹٫۷۹	۹٫۶۲	۹٫۴۱	۹٫۸۶	۹٫۴۵	۹٫۷۳	۹٫۵۸	۹٫۸۱	۹٫۸۷	۹٫۸۹	۹٫۶۱	۹٫۶۷
مجموع	۹۵٫۱۱	۹۳٫۹۹	۹۵٫۰۹	۹۴٫۶۵	۹۵٫۴۸	۹۴٫۸	۹۴٫۸۵	۹۴٫۷۱	۹۴٫۷۹	۹۴٫۲۶	۹۵٫۴۱	۹۴٫۷۲	۹۵٫۰۶	۹۵٫۸۳	۹۴٫۹۹
	مقدار کاتیون‌ها بر اساس ۲۴ اتم اکسیژن														
Si	۵٫۹۳	۵٫۹۶	۵٫۸۶	۵٫۹۶	۶٫۰۰	۵٫۹۳	۵٫۷۴	۵٫۸۷	۵٫۹۰	۵٫۸۵	۵٫۸۵	۵٫۶۴	۵٫۶۲	۵٫۹۱	۵٫۸۵
Ti	۰٫۴۰	۰٫۳۹	۰٫۳۸	۰٫۴۱	۰٫۴۱	۰٫۴۱	۰٫۳۸	۰٫۴۱	۰٫۴۱	۰٫۴۰	۰٫۳۷	۰٫۲۹	۰٫۳۵	۰٫۳۴	۰٫۳۵
Al	۲٫۰۰	۲٫۱۷	۲٫۱۳	۲٫۰۷	۲٫۱۲	۲٫۰۳	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۱٫۹۶	۲٫۰۰	۱٫۹۹	۲٫۲۵	۲٫۲۹	۲٫۲۶	۲٫۲۵
Fe^{2+}	۱٫۴۳	۱٫۳۴	۱٫۷۲	۱٫۱۸	۰٫۹۵	۱٫۲۰	۱٫۸۱	۱٫۶۳	۱٫۶۴	۱٫۶۹	۱٫۸۸	۱٫۷۴	۱٫۷۰	۱٫۰۳	۱٫۴۴
Fe^{3+}	۰٫۳۰	۰٫۳۱	۰٫۰۰	۰٫۴۵	۰٫۶۱	۰٫۴۶	۰٫۰۰	۰٫۱۲	۰٫۱۶	۰٫۱۳	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۵۳	۰٫۲۳
Mn	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳
Mg	۱٫۴۰	۱٫۳۲	۱٫۳۸	۱٫۴۰	۱٫۳۷	۱٫۴۲	۱٫۳۷	۱٫۴۴	۱٫۴۱	۱٫۴۰	۱٫۳۴	۱٫۳۳	۱٫۲۵	۱٫۴۰	۱٫۳۵
Ca	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Na	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱
K	۰٫۴۸	۰٫۵۰	۰٫۵۰	۰٫۴۹	۰٫۴۹	۰٫۴۹	۰٫۴۹	۰٫۵۰	۰٫۵۰	۰٫۴۸	۰٫۴۹	۰٫۴۹	۰٫۵۰	۰٫۴۹	۰٫۴۹
Al^{IV}	۱٫۸۱	۱٫۹۶	۱٫۹۳	۱٫۸۸	۱٫۹۲	۱٫۸۴	۱٫۸۱	۱٫۸۱	۱٫۷۷	۱٫۸۱	۱٫۸۰	۲٫۰۴	۲٫۰۸	۲٫۰۴	۲٫۰۴
Al^{VI}	۰٫۱۹	۰٫۲۱	۰٫۲۰	۰٫۲۰	۰٫۲۰	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۲۱	۰٫۲۲	۰٫۲۱	۰٫۲۱
Fe/(Mg+Fe)	۰٫۵۱	۰٫۵۰	۰٫۵۵	۰٫۴۶	۰٫۴۱	۰٫۴۶	۰٫۵۷	۰٫۵۳	۰٫۵۴	۰٫۵۵	۰٫۵۹	۰٫۵۷	۰٫۵۸	۰٫۴۲	۰٫۵۲
	۸۵۷	۸۵۳	۸۵۴	۸۵۷	۸۵۶	۸۵۶	۸۵۴	۸۵۵	۸۵۶	۸۵۰	۸۵۷	۸۴۷	۸۵۰	۸۵۱	۸۵۱
P(kbar)	۰٫۶۷	۱٫۰۹	۰٫۸۵	۱٫۰۵	۰٫۷۲	۰٫۵۸	۰٫۷۱	۰٫۵۸	۰٫۴۰	۰٫۵۸	۰٫۵۵	۱٫۶۴	۱٫۸۱	۱٫۳۳	۱٫۴۱
عمق(km)	۲٫۰	۳٫۳	۲٫۵	۳٫۱	۲٫۲	۱٫۸	۲٫۱	۱٫۷	۱٫۲۱	۱٫۷۵	۱٫۶۴	۴٫۹۳	۵٫۴۳	۳٫۹۸	۴٫۲۳

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.635]





شکل ۶ الف) بیوتیت‌های توده گپدان از نوع منیزیم‌دار هستند [۱۶]. ب) نمودار Log fO_2 نسبت به دما برای توده گپدان [۱۷]. خطوط هم مقدارها نشان دهنده‌ی نسبت Fe/(Fe+Mg) هستند. گستره آبی رنگ مربوط به نمونه‌های توده‌ی گپدان است.

کانی بیوتیت در سنگ‌های ماگمایی و دگرگونی به تغییرات دما، فشار و فعالیت سازنده‌هایی چون F، TiO_2، O_2، Al_2O_3 به شدت حساس است [۱۷]. یک ارتباط مثبت بین مقدار Al^T بیوتیت با فشار تشکیل این کانی وجود دارد، به طوری که مقدار Al^T بیوتیت‌های موجود در سنگ‌های گرانیتی می‌تواند به عنوان یک زمین فشارسنج بکار گرفته شود و فشار براساس رابطه تجربی زیر محاسبه گردد [۱۸]:

$$P(kb) = 3.03\times Al^T-6.53(\pm0.33) \quad (۱)$$

در اینجا Al^T مقدار کل Al در بیوتیت بر اساس ۲۲ اکسیژن است. استفاده از رابطه (۱) برای توده گپدان نشان می‌دهد که بیوتیت گرانیت‌ها در فشار ۱/۳ تا ۱/۸ kbar (معادل عمق حدود ۴ تا ۵/۴ کیلومتر (۱± کیلومتر)) و گرانودیوریت‌ها در فشار ۰/۶ تا ۱/۱ kbar (معادل عمق ۱/۷ تا ۳/۳ کیلومتر (۱± کیلومتر)) جایگزین شده‌اند (جدول ۱). این عمق‌های بدست آمده با بافت پورفیروئید، پدیده کینک‌باند (شکل ۳ ج) و دگرشکلی حالت جامد سنگ‌های حاشیه توده گپدان (که بافت پروتو-میلونیتی نشان می‌دهند) سازگار است. میانبارهای بیوتیت موجود در سنگ‌های گرانودیوریتی گپدان نیز کمترین عمق‌ها را نشان می‌دهند (۱/۸ – ۱/۲ کیلومتر).

مقدار Ti موجود در بیوتیت‌ها آشکارا توسط دما کنترل می‌شود و بنابراین می‌تواند به عنوان یک زمین دماسنج استفاده شود. این دماسنج برای فشارهای ۴-۶ کیلوبار کارایی دارد. از آنجا که بیشتر فشارهای محاسبه شده برای سنگ‌های توده گپدان در این گستره قرار دارند (جدول ۱)، می‌توان دمای تشکیل این سنگ‌ها را با استفاده از رابطه تجربی زیر برآورد کرد [۱۹]:

$$T(^oC)=\{[ln(Ti)-a-c(X_{Mg})^3]/b\}^{0.333} \quad (۲)$$

در این رابطه، a، b و c اعداد ثابتی به ترتیب برابر با ۲/۳۵۹۴-، ۴/۶۴۸۲ e^{-9} و ۱/۷۲۸۳- هستند.

با استفاده از این رابطه، دمای تبلور توده گپدان برای بیوتیت گرانیت‌ها در گستره ۸۴۷ تا ۸۵۱ درجه سانتی‌گراد و برای گرانودیوریت‌ها در گستره ۸۵۰ تا ۸۵۷ درجه سانتی‌گراد تعیین شد. گاهی میانبارهایی از بیوتیت در پتاسیم فلدسپار دانه درشت دیده می‌شوند که آن‌ها نیز بررسی شدند (شکل ۳ ب). چنان که در جدول ۱ دیده می‌شود، هیچ تفاوتی بین دمای تبلور آن‌ها و سایر بیوتیت‌ها وجود ندارد و به نظر می‌رسد که میانبارهای بیوتیت نیز در دمای مشابه با سایر بیوتیت‌ها متبلور شده‌اند (۸۵۰ تا ۸۵۷ درجه سانتی‌گراد).

تعیین گریزندگی اکسیژن

مقدار گریزندگی اکسیژن ماگما به ترکیب خاستگاه و محیط زمین‌ساختی آن وابسته است، به طوری که ماگماهای گرانیتی مشتق شده از پوسته بالایی (نوع S)، معمولاً حالت کاهشی دارند، در حالی که گرانیت‌های حاصل از ذوب سنگ‌های آذرین پیشین (نوع I)، به نسبت اکسایشی هستند [۲۰]. حضور کانی-های مگنتیت، اسفن، کوارتز همراه با بیوتیت‌های منیزیم‌دار می‌تواند بیانگر بالا بودن گریزندگی اکسیژن در ماگمای سازنده سنگ‌های گرانیتوئیدی گپدان باشد [۲۰ -۲۳] .

چنانکه در شکل ۶ ب دیده می‌شود، مقدار Log fO_2 در

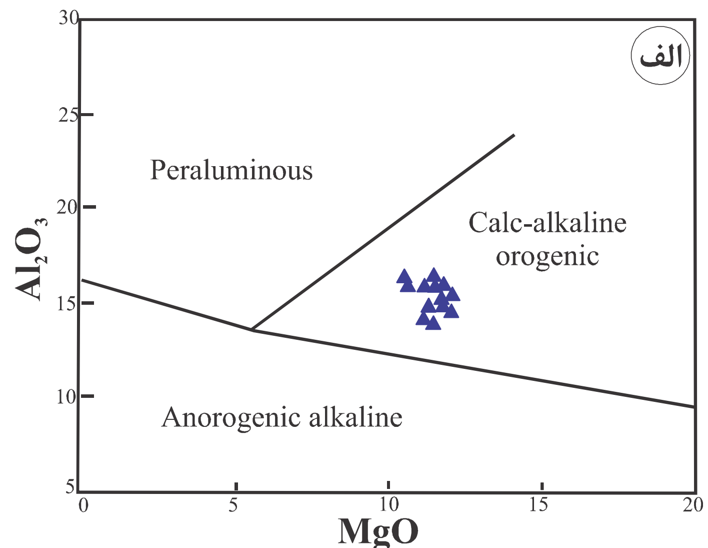
[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.635]

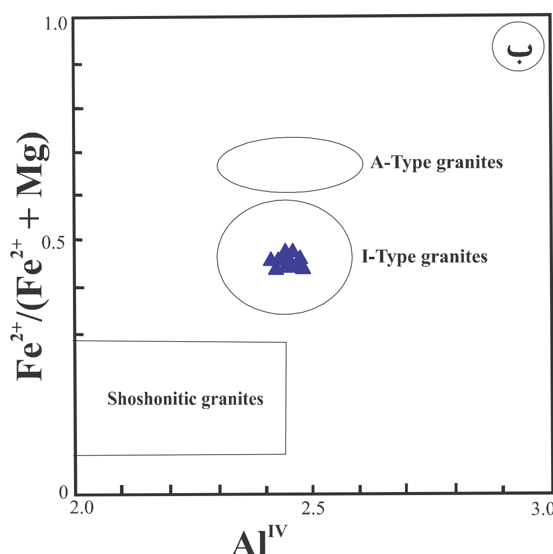
مقابل T در بیوتیت‌های توده گپدان برای یک گستره دمایی ۸۰۰ تا ۸۵۰ درجه سانتی گراد حدود 10^{-13} تا 10^{-14} بار است که نشان دهنده گریزندگی اکسیژن بالا در ماگمای تشکیل دهنده آن‌هاست [۱۷]. به باور اندرسن و اسمیت [۲۴]، توده-های نفوذی وابسته به کمان‌های آتشفشانی نسبت به توده‌های غیر کوهزایی در گریزندگی اکسیژن بالاتری متبلور می‌شوند و دارای مگنتیت بیشتری هستند. بنابراین، گریزندگی اکسیژن بالا در ماگمای سازنده بیوتیت گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌های توده گپدان تایید کننده یک محیط فرورانشی و کوهزایی برای تشکیل آنهاست. همچنین حضور مجموعه کانی‌های بیوتیت منیزیم‌دار، مگنتیت و تیتانیت در سنگ‌های توده گپدان بیانگر گریزندگی به نسبت بالای اکسیژن در ماگماست [۲۵]. این امر با یافته‌های سایر پژوهشگران [۲-۸] نیز همخوانی دارد که باور دارند توده‌های گرانیتوئیدی زاهدان- سراوان در حاشیه فعال قاره‌ای و طی فرورانش سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر بلوک‌های افغان تشکیل شده‌اند.

تعیین سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی

با توجه به این که بیوتیت‌ها ماهیت و شرایط فیزیکوشیمیایی ماگمای والد را نشان می‌دهند و ترکیب بیوتیت در مجموع تابع ترکیب و شرایط تبلور ماگمایی است که از آن متبلور شده است، بنابراین می‌توان از آن به عنوان یک معیار مناسب برای شناسایی محیط زمین‌ساختی گرانیت‌ها استفاده کرد.

عبدالرحمان [۱] بر پایه مقدار اکسیدهای Al_2O_3 و MgO در کانی بیوتیت، یک نمودار دو متغیره ارائه داد (شکل ۷ الف) که سنگ‌های گرانیتی را در سه گروه دسته‌بندی می‌کند: (۱) سنگ‌های قلیایی؛ (۲) سنگ‌های پر آلومین که بیوتیت‌های آنها از آلومینیم غنی هستند و معمولاً همراه با موسکوویت و یا دیگر کانی‌های آلومینیوسیلیکاتی مثل گارنت، کردیریت و یا آندالوزیت دیده می‌شوند و شامل گرانیت‌های برخوردی نوع S هستند و (۳) گرانیت‌های کوهزایی آهکی-قلیایی نوع I که به طور متوسط غنی از منیزیم بوده و معمولاً با آمفیبول کلسیم‌دار و یا پیروکسن کلسیم‌دار همراه بوده و وابسته به فرورانش هستند. در شکل ۷ الف موقعیت نمونه‌های مورد بررسی نشان داده شده است. چنان که دیده می‌شود همه بیوتیت‌های توده گپدان در پهنه C قرار می‌گیرند که مربوط به بیوتیت‌های گرانیتوئیدهای نوع I، آهکی-قلیایی و وابسته به فرورانش است. آهکی-قلیایی و فرورانشی بودن محیط تشکیل این توده گرانیتی توسط بررسی‌های سایر پژوهشگران [۴-۹] نیز تایید می‌شود. آنها محیط زمین ساختی توده‌های گرانیتوئیدی زاهدان – سراوان را با استفاده از شیمی کانی و شیمی سنگ کل تعیین کرده بوده و نشان دادند که آن توده‌ها در یک جایگاه زمین‌ساختی حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند (شکل ۷ الف؛ برای جزئیات بیشتر مراجع [۴، ۵ و ۲۶] را ببینید).





شکل ۷ الف) نمودار Al_2O_3 در مقابل MgO برای تعیین سری ماگمایی توده گپدان با استفاده از ترکیب شیمیایی بیوتیت [۱] که براساس آن، بیوتیت‌های مورد بررسی در گستره آهکی-قلیایی قرار می‌گیرند. ب) نمودار تغییرات نسبت $(Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+})$ در مقابل Al^{IV} که نشان دهنده نوع I بودن توده گرانیتوئیدی گپدان است. گستره‌های گرانیت‌های نوع I و A و شوشونیتی برگرفته از مرجع [۲۷] هستند.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.635]

از طرف دیگر، ترکیب شیمی بیوتیت قادر به تقسیم‌بندی و تعیین نوع سنگ گرانیتی میزبان خود بر پایه‌ی رده‌بندی الفبایی گرانیت‌هاست. جیانگ و همکاران [۲۷] براساس تغییرات $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ نسبت به Al^{IV} در بیوتیت، نموداری را ارائه کردند که تفکیک کننده انواع گرانیت‌ها بر پایه خاستگاه آنهاست. با توجه به این نمودار، همه نمونه‌های بیوتیت مورد بررسی در گستره‌ی گرانیت‌های کوهزایی نوع I قرار می-گیرند (شکل ۷ ب).

شیمی فلدسپار

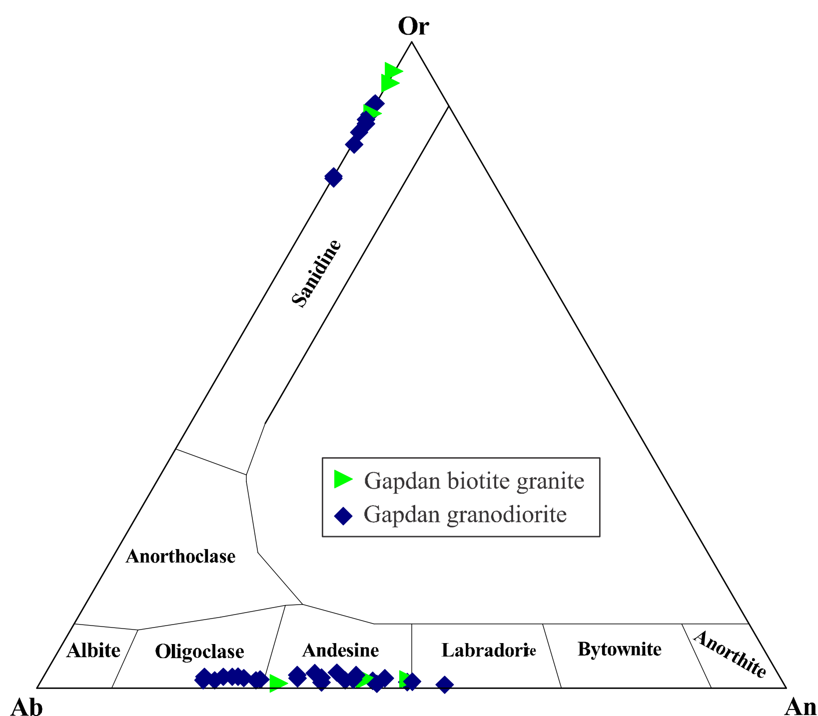
فلدسپارها از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ‌های توده نفوذی گپدان و دایک‌های آن هستند. برای پی بردن به ترکیب شیمیایی این کانی‌ها، تعداد ۵۴ نقطه از آنها به روش ریزپردازشی تجزیه و نتایج به دست آمده در نمودار سه‌تایی Or- Ab- An [۲۸] رسم شد (شکل ۸). پلاژیوکلازهای موجود در بیوتیت گرانیت‌ها بیشتر از نوع آندزین (۴۹-۳۲= An%) و در گرانودیوریت‌ها اغلب الیگوکلاز تا آندزین (۴۹-۲۲= An%) هستند (جدول ۲ و شکل ۸). میانبارهای ریز پلاژیوکلاز درون پتاسیم فلدسپارها نیز از نوع الیگوکلاز، آندزین و لابرادوریت (۵۴- ۲۴= An%) هستند. در بیوتیت گرانیت‌ها، مقدار Or پتاسیم فلدسپارها حدود ۸۹ تا ۹۵ درصد و در گرانودیوریت‌ها ۷۹ تا ۹۶ درصد است (جدول ۲).

کسر مولی اعضای انتهایی فلدسپارهای موجود در سنگ-های گرانیتوئیدی گپدان برای استفاده از دماسنجی دو فلدسپار محاسبه شد (جدول ۲). از آنجا که پلاژیوکلازها دارای منطقه-بندی هستند، مرکزها و لبه های آن‌ها به طور جداگانه در نظر گرفته شد. پاتیرکا [۲۹] دماسنجی دقیقی را توسط رابطه زیر ارائه داد که می توان دما را با دقت ۳۰ ^{o}C ± توسط آن بدست آورد:

$$T(^{o}C)=\frac{-442-3.72(kbar)}{-0.11+0.1\ln\left(\frac{X_{Ab}^{Kfs}}{X_{Ab}^{Pl}}\right)-3.27\left(X_{An}^{Kfs}\right)+0.098\ln\left(X_{An}^{Kfs}\right)+0.52\left(X_{An}^{Pl}X_{Ab}^{Pl}\right)} \qquad (۳)$$

در اینجا، X_{Ab}^{Kfs} و X_{An}^{Kfs} به ترتیب کسرهای آلبیت و آنورتیت در پتاسیم فلدسپار و X_{An}^{Pl} و X_{Ab}^{Pl} کسرهای آنورتیت و آلبیت در پلاژیوکلاز هستند.

دماهای بدست آمده از رابطه (۳) برای گرانودیوریت‌های گپدان ۶۶۱°C -۵۵۵ و برای بیوتیت گرانیت‌ها ۷۴۷-۷۳۴ °C است (جدول ۲). دماهای بدست آمده برای گرانودیوریت‌ها کمتر از دمای تبلور ماگماهای گرانیتی است که این امر به احتمال زیاد مربوط به تعادل دوباره فلدسپارها در شرایط ساب-سولیدوس (حالت جامد) گرانیت‌هاست.



شکل ۸ نمودار رده بندی سه تایی Ab-An-Or [۲۸] که نشان دهنده ترکیب شیمیایی فلدسپارهای موجود در توده گپدان است.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.635]

جدول ۲ نتایج آنالیز تجزیه ریزپردازشی فلدسپار موجود در توده گرانیتوئیدی گپدان.

Pl:Plagioclase; C: Core; Bt C& R; Between core and rim; R: Rim; K-F: K-feldspar

نمونه	SZ-10 (Granodiorite)											
موقعیت	Pl C	Pl نزدیک C	Pl Bt C&R	Pl نزدیک R	Pl R	Pl C	Pl نزدیک C	Pl Bt C&R	Pl نزدیک R	Pl R	Pl میانبر	K-F بزرگ
SiO_2	۶۰٫۹۶	۵۸٫۶۵	۶۲٫۳۰	۵۷٫۶۸	۶۲٫۴۳	۵۵٫۴۲	۶۱٫۳۰	۵۶٫۸۰	۶۱٫۷۳	۶۲٫۹۳	۵۴٫۱۵	۶۴٫۵۹
TiO_2	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	
Al_2O_3	۲۴٫۸۰	۲۵٫۶۸	۲۳٫۹۳	۲۶٫۵۵	۲۳٫۲۷	۲۸٫۱۶	۲۴٫۵۰	۲۷٫۱۰	۲۴٫۱۷	۲۲٫۹۹	۲۸٫۶۵	۱۸٫۶۷
FeO	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۷	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۱
MnO	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۳
CaO	۶٫۲۸	۷٫۹۸	۵٫۴۲	۸٫۵۴	۵٫۰۱	۱۰٫۴۶	۶٫۲۱	۹٫۴۳	۵٫۸۰	۴٫۶۴	۱۱٫۴۰	۰٫۰۶
Na_2O	۸٫۲۶	۷٫۲۳	۸٫۶۷	۶٫۷۸	۹٫۰۶	۵٫۹۲	۸٫۴۱	۶٫۴۴	۸٫۵۴	۹٫۱۴	۵٫۲۸	۰٫۹۹
K_2O	۰٫۲۵	۰٫۱۵	۰٫۳۲	۰٫۲۲	۰٫۲۴	۰٫۱۹	۰٫۲۴	۰٫۲۲	۰٫۲۸	۰٫۳۳	۰٫۱۱	۱۵٫۶۰
مجموع	۱۰۰٫۵۹	۹۹٫۷۷	۱۰۰٫۷۰	۹۹٫۸۳	۱۰۰٫۰۵	۱۰۰٫۲۰	۱۰۰٫۶۷	۱۰۰٫۰۹	۱۰۰٫۵۸	۱۰۰٫۰۷	۹۹٫۶۵	۹۹٫۹۶
	مقدار کاتیون‌ها بر اساس ۸ اتم اکسیژن.											
Si	۳٫۶۰	۳٫۵۱	۳٫۶۶	۳٫۴۵	۳٫۶۹	۳٫۳۳	۳٫۶۲	۳٫۴۰	۳٫۶۴	۳٫۷۲	۳٫۲۷	۳٫۹۸
Al	۱٫۷۲	۱٫۸۱	۱٫۶۶	۱٫۸۷	۱٫۶۲	۱٫۹۹	۱٫۷۰	۱٫۹۱	۱٫۶۸	۱٫۶۰	۲٫۰۴	۱٫۳۶
Fe^{3+}	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca	۰٫۴۰	۰٫۵۱	۰٫۳۴	۰٫۵۵	۰٫۳۲	۰٫۶۷	۰٫۳۹	۰٫۶۱	۰٫۳۷	۰٫۲۹	۰٫۷۴	۰٫۰۰
Na	۰٫۹۵	۰٫۸۴	۰٫۹۹	۰٫۷۹	۱٫۰۴	۰٫۶۹	۰٫۹۶	۰٫۷۵	۰٫۹۸	۱٫۰۵	۰٫۶۲	۰٫۱۲
K	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۱٫۲۳
Ab	۶۹٫۵۰	۶۱٫۶۰	۷۳٫۰۰	۵۸٫۲۰	۷۵٫۶۰	۵۰٫۱۰	۷۰٫۱۰	۵۴٫۶۰	۷۱٫۶۰	۷۶٫۷۰	۴۵٫۳۰	۸٫۸۰
An	۲۹٫۱۰	۳۷٫۵۰	۵۲٫۲۰	۴۰٫۵۰	۲۳٫۱۰	۴۸٫۹۰	۲۸٫۶۰	۴۴٫۲۰	۲۶٫۸۰	۲۱٫۵۰	۵۴٫۱۰	۰٫۳۰
Or	۱٫۴۰	۰٫۹۰	۱٫۸۰	۱٫۳۰	۱٫۳۰	۱٫۰۰	۱٫۳۰	۱٫۲۰	۱٫۶۰	۱٫۸۰	۰٫۶۰	۹۱٫۵۰
T(ºC)	۵۶۶	۵۷۴	۵۶۱	۵۷۷	۵۵۷	۵۷۹	۵۶۴	۵۷۸	۵۶۳	۵۵۵	۵۸۰	

جدول ۲. ادامه

نمونه	SZ-10(گرانودیوریت)			SZ-44(گرانودیوریت)						
موقعیت	K-F	K-F	K-F کوچک	Pl C	Pl نزدیک C	Pl Bt C& R	Pl نزدیک R	Pl R	Pl میانبار	K-F C
SiO_2	۶۴٫۵۷	۶۵٫۰۳	۶۵٫۵۴	۵۷٫۳۵	۵۷٫۶۷	۵۵٫۹۱	۵۸٫۶۶	۶۳٫۰۲	۶۱٫۸۳	۶۴٫۱۹
TiO_2				۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al_2O_3	۱۸٫۴۲	۱۸٫۷۰	۱۸٫۳۹	۲۶٫۷۰	۲۵٫۸۴	۲۷٫۵۷	۲۵٫۷۷	۲۳٫۲۸	۲۴٫۰۹	۱۸٫۴۵
FeO	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۰۳
MnO	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱
CaO	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۹٫۰۸	۸٫۴۱	۹٫۸۸	۸٫۱۶	۴٫۷۰	۵٫۵۹	۰٫۰۵
Na_2O	۰٫۶۵	۱٫۰۹	۰٫۵۰	۶٫۷۷	۶٫۹۹	۶٫۲۶	۷٫۴۵	۹٫۲۰	۸٫۵۵	۱٫۴۱
K_2O	۱۶٫۰۴	۱۵٫۵۰	۱۶٫۶۲	۰٫۲۷	۰٫۳۴	۰٫۲۴	۰٫۳۲	۰٫۱۵	۰٫۲۵	۱۴٫۵۵
مجموع	۹۹٫۷۳	۱۰۰٫۳۷	۱۰۱٫۱۴	۱۰۰٫۲۳	۹۹٫۳۳	۹۹٫۹۲	۱۰۰٫۴۰	۱۰۰٫۳۸	۱۰۰٫۳۸	۹۸٫۶۹
	مقدار کاتیون‌ها بر اساس ۸ اتم اکسیژن									
Si	۳٫۹۹	۳٫۹۸	۴٫۰۰	۳٫۴۳	۳٫۴۷	۳٫۳۶	۳٫۴۹	۳٫۷۱	۳٫۶۵	۳٫۹۹
Al	۱٫۳۴	۱٫۳۵	۱٫۳۲	۱٫۸۸	۱٫۸۳	۱٫۹۵	۱٫۸۱	۱٫۶۱	۱٫۶۷	۱٫۳۵
Fe^{3+}	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۵۸	۰٫۵۴	۰٫۶۴	۰٫۵۲	۰٫۳۰	۰٫۳۵	۰٫۰۰
Na	۰٫۰۸	۰٫۱۳	۰٫۰۶	۰٫۷۹	۰٫۸۲	۰٫۷۳	۰٫۸۶	۱٫۰۵	۰٫۹۸	۰٫۱۷
K	۱٫۲۶	۱٫۲۱	۱٫۳۰	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۱٫۱۵
Ab	۵٫۸۰	۹٫۶۰	۴٫۴۰	۵۶٫۶۰	۵۹٫۰۰	۵۲٫۷۲	۶۱٫۲۰	۷۷٫۳۰	۷۲٫۵۰	۱۲٫۸۰
An	۰٫۱۰	۰٫۰۰	۰٫۲۰	۴۱٫۹۰	۳۹٫۲۰	۴۶٫۰۰	۳۷٫۱۰	۲۱٫۸۰	۲۶٫۲۰	۰٫۳۰
Or	۹۴٫۳۰	۹۰٫۴۰	۹۵٫۹۰	۱٫۵۰	۱٫۹۰	۱٫۳۰	۱٫۷۰	۰٫۹۰	۱٫۴۰	۸۷٫۰۰
T(ºC)				۶۵۷	۶۵۴	۶۶۰	۶۵۱	۶۳۳	۶۴۱	

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.635]

جدول ۲ ادامه

نمونه	SZ-44(گرانودیوریت)									
موقعیت	Pl C	Pl نزدیک R	Pl میانبار	Pl C	Pl C	Pl C	Pl C	K-F C	K-F C	K-F C
SiO_2	۵۹٫۱۳	۵۶٫۵۹	۶۲٫۰۵	۵۷٫۸۰	۵۷٫۰۰	۵۵٫۴۵	۵۸٫۶۱	۶۳٫۸۶	۶۴٫۳۶	۶۴٫۷۷
TiO_2	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱			
Al_2O_3	۲۵٫۱۶	۲۷٫۲۲	۲۳٫۵۲	۲۶٫۳۵	۲۷٫۰۸	۲۷٫۹۱	۲۵٫۷۸	۱۸٫۶۰	۱۸٫۶۵	۱۸٫۶۳
FeO	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۸	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۱
MnO	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲
CaO	۷٫۳۸	۹٫۶۸	۵٫۲۵	۸٫۹۸	۹٫۲۸	۱۰٫۷۶	۷٫۹۸	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۳
Na_2O	۷٫۷۳	۶٫۴۵	۸٫۸۹	۶٫۸۲	۶٫۷۲	۶٫۰۰	۷٫۳۸	۱٫۲۸	۱٫۷۴	۱٫۵۵
K_2O	۰٫۲۰	۰٫۱۳	۰٫۲۷	۰٫۱۹	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۲۷	۱۴٫۸۴	۱۴٫۲۴	۱۴٫۵۱
مجموع	۹۹٫۶۵	۱۰۰٫۱۳	۱۰۰٫۰۶	۱۰۰٫۲۱	۱۰۰٫۳۲	۱۰۰٫۳۳	۱۰۰٫۱۲	۹۸٫۶۵	۹۹٫۱۰	۹۹٫۵۳
	مقدار کاتیون‌ها بر اساس ۸ اتم اکسیژن									
Si	۳٫۵۴	۳٫۳۹	۳٫۶۷	۳٫۴۵	۳٫۴۱	۳٫۳۳	۳٫۵۰	۳٫۰۷	۳٫۵۷	۳٫۹۸
Al	۱٫۷۷	۱٫۹۲	۱٫۶۴	۱٫۸۵	۱٫۹۱	۱٫۹۷	۱٫۸۱	۰٫۴۴	۰٫۹۴	۱٫۳۵
Fe^{3+}	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca	۰٫۴۷	۰٫۶۲	۰٫۳۳	۰٫۵۸	۰٫۵۹	۰٫۶۹	۰٫۵۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Na	۰٫۹۰	۰٫۷۵	۱٫۰۲	۰٫۷۹	۰٫۷۸	۰٫۷۰	۰٫۸۵	۰٫۱۱	۰٫۱۵	۰٫۱۸
K	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۹۸	۱٫۱۲	۱٫۱۴
Ab	۶۴٫۸۰	۵۴٫۳۰	۷۴٫۳۰	۵۷٫۳۰	۵۶٫۲۰	۴۹٫۸۰	۶۱٫۷۰	۶۰٫۱۱	۱۵٫۶۰	۱۴٫۰۰
An	۳۴٫۲۰	۴۵٫۰۰	۲۴٫۲۰	۴۱٫۷۰	۴۲٫۹۰	۴۹٫۴۰	۳۶٫۸۰	۰٫۱۰	۰٫۳۰	۰٫۲۰
Or	۱٫۱۰	۰٫۷۰	۱٫۵۰	۱٫۰۰	۰٫۹۰	۰٫۸۰	۱٫۵۰	۸۸٫۳۰	۸۴٫۱۰	۸۵٫۹۰
T(ºC)	۶۵۰	۶۶۱	۶۳۵	۶۵۸	۶۵۸	۶۶۱	۶۵۳			

جدول ۲. ادامه

نمونه	SZ-44(گرانودیوریت)		SZ-5-1(بیوتیت گرانیت)								
موقعیت	K-F C	K-F C	Pl C	Pl C	Pl R	Pl C	Pl C	K-F C	K-F C	K-F C	K-F C
SiO_2	۶۴٫۰۲	۶۴٫۱۲	۵۶٫۸۹	۵۶٫۴۹	۶۰٫۴۷	۵۷٫۰۴	۵۴٫۸۳	۶۵٫۰۱	۶۳٫۷۱	۶۴٫۴۹	۶۴٫۱۲
TiO_2		۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Al_2O_3	۱۸٫۵۱	۱۸٫۵۴	۲۶٫۸۱	۲۶٫۸۳	۲۵٫۱۷	۲۶٫۶۸	۲۷٫۷۴	۱۸٫۶۲	۱۸٫۶۰	۱۸٫۷۵	۱۸٫۲۲
FeO	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳
MnO	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۱
CaO	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۹٫۳۶	۹٫۲۲	۶٫۸۵	۹٫۲۵	۱۰٫۴۷	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۸	۰٫۰۹
Na_2O	۱٫۱۵	۲٫۴۰	۶٫۶۶	۶٫۵۰	۷٫۹۹	۶٫۶۷	۵٫۸۸	۰٫۷۲	۰٫۵۱	۰٫۲۱	۰٫۶۸
K_2O	۱۵٫۱۲	۱۳٫۴۷	۰٫۲۶	۰٫۲۸	۰٫۱۴	۰٫۳۱	۰٫۲۶	۱۶٫۰۱	۱۶٫۲۸	۱۵٫۳۵	۱۶٫۱۱
مجموع	۹۸٫۸۶	۹۸٫۵۷	۱۰۰٫۰۴	۹۹٫۳۸	۱۰۰٫۶۷	۹۹٫۹۸	۹۹٫۲۱	۱۰۰٫۴۸	۹۹٫۱۸	۹۹٫۹۳	۹۹٫۲۶
	مقادیر کاتیون‌ها بر اساس ۸ اتم اکسیژن										
Si	۳٫۹۷	۳٫۹۸	۳٫۴۱	۳٫۴۱	۳٫۵۷	۳٫۴۲	۳٫۳۳	۳٫۹۹	۳٫۹۷	۳٫۹۷	۳٫۹۹
Al	۱٫۳۵	۱٫۳۵	۱٫۸۹	۱٫۹۱	۱٫۷۵	۱٫۸۸	۱٫۹۸	۱٫۳۵	۱٫۳۶	۱٫۳۶	۱٫۳۳
Fe^{3+}	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۶۰	۰٫۶۰	۰٫۴۳	۰٫۵۹	۰٫۶۸	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Na	۰٫۱۴	۰٫۲۹	۰٫۷۷	۰٫۷۶	۰٫۹۱	۰٫۷۸	۰٫۶۹	۰٫۰۹	۰٫۰۶	۰٫۱۴	۰٫۰۸
K	۱٫۲۰	۱٫۰۷	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۱٫۲۵	۱٫۲۹	۱٫۲۱	۱٫۲۸
Ab	۱۰٫۴۰	۲۱٫۳۰	۵۵٫۵۰	۵۵٫۲۰	۶۷٫۳۰	۵۵٫۶۰	۷۰٫۴۹	۶٫۵۰	۴٫۶۰	۱۰٫۷۰	۶٫۰۰
An	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۴۳٫۱۰	۴۳٫۳۰	۳۱٫۹۰	۴۲٫۷۰	۴۸٫۹۰	۰٫۲۰	۰٫۰۰	۰٫۴۰	۰٫۴۰
Or	۸۹٫۶۰	۷۸٫۷۰	۱٫۴۰	۱٫۵۰	۰٫۸۰	۱٫۷۰	۱٫۴۰	۹۳٫۷۰	۹۵٫۴۰	۸۸٫۹۰	۹۳٫۶۰
T ºC			۷۴۳	۷۴۵	۷۳۳	۷۴۳	۷۴۷				

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.635]

برداشت

توده نفوذی گپدان دارای ترکیب بیوتیت گرانیت در حاشیه و گرانودیوریت در مرکز (منطقه بندی وارون) است که توسط تعدادی دایک میکرودیوریتی قطع شده است. بیوتیت به عنوان تنها فاز کانیایی مافیک اصلی در سنگ‌های گرانیتوئیدی گپدان حضور دارد. بررسی شیمی کانی بیوتیت مشخص کرد که این گرانیتوئیدها نوع I هستند و از یک ماگمای گرانیتوئیدی آهکی-قلیایی تشکیل شده‌اند که در یک محیط فروranش صعود نموده و با سنگ‌های رسوبی پوسته بالایی آلایش یافته است. این بیوتیت‌ها در دمای حدود ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۲ الی ۵ کیلوبار متبلور شده‌اند. پلاژیوکلازهای موجود در بیوتیت گرانیت‌های توده گپدان بیشتر از نوع آندزین و در گرانودیوریت‌ها اغلب الیگوکلاز تا آندزین هستند. دماهای بدست آمده برای بیوتیت گرانیت‌ها ^{o}C ۷۴۷-۷۳۴ و برای گرانودیوریت‌های ^{o}C۶۶۱ -۵۵۵ است. با توجه به اینکه دماهای بدست آمده برای گرانودیوریت‌ها کمتر از دمای تبلور ماگماهای گرانیتی است، این دماها به احتمال زیاد مربوط به تعادل دوباره فلدسپارها در شرایط ساب سولیدوس است.

قدردانی

این پژوهش در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد نویسنده اول مقاله و با حمایت مالی و معنوی حوزه معاونت پژوهشی دانشگاه صنعتی شاهرود صورت گرفته است، که از آنان سپاسگزاری می‌شود.

مراجع

[1] Abdel-Rahman A.M., *"Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas"*, Journal of Petrology 35(2) (1994) 525-541.

[2] Tirrul R., Bell I.R., Griffis R.J, Camp V.E, *"The Sistan Suture Zone of eastern Iran"*, Geol. Soc. Amer. Bull 94 (1983) 134-150.

[3] Camp V.E., Griffis R.J., *"Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran"*, Lithos 3 (1982) 221-239.

[4] Rezaei-Kahkhaei M., Alimousa Z., Ghasemi H., *"Determining the physical crystallization condition of Lakhshak granodiorite pluton and its dykes"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 25 (2017) 311-328.

[5] Sadeghian M., *"Magmatism, metallogeny and the emplacement of Zahedan granitoid pluton"*, Ph.D dissertation, School of Geology, College of Science, University of Tehran (2004) 429pages.

[6] Rezaei-Kahkhaei M., Kananian A., Esmaeily D., Asiabanha A., *"Geochemistry of the Zargoli granite: Implications for development of the Sistan Suture Zone, southeastern Iran"*, Island Arc19 (2010) 259-76.

[7] Rezaei-Kahkhaei M., Rahbar R., Ghasemi H., *"Dating of Lakhshak intrusive assemblage through the U-Pb method on zircon and titanite, East Iran"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 25 (2017) 111-122.

[8] Rahbar R., *"U-Pb dating of North Zahedan granitoid plutons, SE Iran"*, M.Sc. Thesis in Petrology, Faculty of Earth Sciences, Shahroud University of Technology, 115 pages.

[9] Biabangard, B., Noori, S., "Petrology, geochemistry and origin of Gapdan Granites (South east of Zahadan)", Petrology 34 (2018) 59-80.

[10] Stocklin J., *"Structural history and tectonics of Iran: A review, American Association of Petroleum"*, Geologists Bulletin, 52 (1968) 1229-1258.

[11] Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B., *"Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites"*, Geomaterials (Mineralogy) Geoscience 337 (2005).

[12] Clemens J.D., Elburg M.A., Harris C., *"Origins of igneous microgranular enclaves in granites: the example of Central Victoria, Australia"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 172 (2017) p.88.

[13] Vernon R.H., *"Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: microstructural evidence"*, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 95 (1990) 17849-17859.

[14] Rieder M., Cavazzini G., Yakonov Y.D., Frank- kanetskii V.A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval P.V., Muller, G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W., Robert J.L., Sassi F.P., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R., *"Nomenclature of the micas"*, Canadian Mineralogist 36 (1998) 905-912.

[15] Xianwu B., Ruizhong H., Hanley J.J., Mungall J.E., Jiantang P., Linbo S., Kaixing W., Yan S., Hongli L., Xiaoyan H., *"Crystallisation condition (T, P.fO$_2$) from mineral chemistry of Cu– and Au-mineralised alkaline intrusions in the Red River-Jinshajiang alkaline igneous belt, western Yunnan province, china"*, Miner Petrol 96 (2009) 43-58.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.635]

American Mineralogist 74 (1989) 744– 749.

[23] Enami M., Suzuki K., Liou J.G. and Bird, D.K., *"Al–Fe^{3+} and F– OH substitutions in titanite and constrains on their P–T dependence"*, European Journal of Mineralogy 5 (1993) 231–291.

[24] Anderson J.L., Smith D.R., *"The effects of temperature and fO_2 on the Al in hornblende barometer"*, American Mineralogist 80 (1995) 549-559.

[25] Ishihara S., *"The magnetite series and ilmenite-series granitic rocks"*, Mining Geology 27 (1977) 293 – 305.

[26] Saravani firouz M., Kananian A., Rezaei-Kahkhaei M., Ghodsi M.R., *"Study of mineral chemistry of biotite in Zargoli granitoid, Northwest of Zahedan",* New Finding in Applied Geology 11 (2017) 69-108.

[27] Jiang y.H., Jiang S.Y., Ling H.F., Zhou X.R., Rui X.J., Yang W.Z., *"Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, northwestern China: implications for granitoid genesis"*, Lithos 63 (2002) 165 – 187.

[28] Deer W.A., Howie A., Zussman J., "*An interduction to the rock – forming minerals*", 17^{th} ed., (1986) Longman Ltd, 528P.

[29] Putirka K. D., "*Thermometers and barometers for volcanic systems*", *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69 (2008) 61-120.

[16] Foster M. D., *"Interpretation of the composition of trioctahedral micas"*, United States Geological Survey Professional Paper 354-B (1960) 11-46.

[17] Wones D.R., Eugster H.P., *"Stability of biotite: experiment, theory, and application",* American Mineralogist 50 (1965) 1228-1272.

[18] Uchida E., Endo S., Makino M., *"Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits".* Resource Geology 57 (2007) 47-56.

[19] Henry, Darrell J., Charles V. Guidotti, and Jennifer A. Thomson. *"The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms."* American Mineralogist 90 (2005) 316-328.

[20] Johnson M. C., Rutherford M. J., *"Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks"*, Geology 17 (1989) 837-841.

[21] Helmy H. M., Ahmed A. F., El Mahallawi M. M., Ali, S. M., *"Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications. Journal of African"*, Earth Sciences 38 (2004) 255–268.

[22] Wones D.R., *"Significance of the assemblage titanite+ magnetite+quartz in granitic rocks"*,

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.635]